

НОВЫЙ ТИП УПРУГИХ ВОЛН В ГЕОФИЗИЧЕСКИХ СРЕДАХ

Викулин А.В.¹⁻³, Акманова Д.Р.¹, Афанасенко С.И.⁴ Иванчин Г.А.⁵, Осипова Н.А.¹,
Фадин В.В.⁶

¹Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский;
e-mail: vik@kscnet.ru;

²Камчатский государственный университет им. Витуса Беринга,
Петропавловск-Камчатский;

³Камчатский государственный технический университет, Петропавловск-Камчатский;

⁴Научно-производственное объединение ЗАО «ИТОМАК», Новосибирск,

⁵Торговый Дом «Музыка», Томск;

⁶Институт физики прочности и материаловедения СО РАН, Томск.

Введение

Геофизическая и геологическая среды являются блоковыми и/или блоково-плитовыми (Пейве, 1961; Садовский, 2004). Физически это означает, что земную кору, литосферу (и всю мантию), в принципе, нельзя рассматривать как сплошное твердое тело. В основном, по двум причинам. Во-первых, даже в отсутствие внешних сил нормальные и/или касательные напряжения в блоковой среде на границах блоков изменяются скачками и, тем самым, создают условия для «самопроизвольного» движения блоков относительно друг друга. Другими словами, блоковое тело способно деформироваться «само собой» без приложения внешних сил и потому, по определению, не может считаться твердым. Во-вторых, блоковая среда не может быть разделена на достаточно малые части с тем, чтобы принятыми в классической механике твердого тела методами задачу движения всего тела можно было бы свести к задаче движения большого количества материальных точек, связанных между собой упругими пружинками.

Геофизическая (геологическая) среда является вращающейся средой. Значение и направление угловой скорости не зависят от выбора положения начала координат, к которому может быть отнесено вращение «эффективно твердого» тела. Поэтому можно говорить об угловой скорости вращения такого тела без указания на это начало, что позволяет макроскопические по размерам геофизические блоки и плиты считать объемами с собственными моментами, а их совокупность, по сути - средой в смысле А.В. Пейве (1961) – Л.И. Седова (1973) – М.А. Садовского (2004). Величины моментов блоков и плит в такой (блоковой вращающейся) среде не должны зависеть от их размеров.

Таким образом, геологические и геофизические данные и данные физики твердого тела приводят нас к специфической задаче о поле упругих напряжений во вращающейся блоковой среде (Викулин, 1990, 2003; Vikulin, 2006).

Задача о поле напряжений в геофизической блоковой среде

Постановка задачи. Для блоковых геофизических нелинейных сред (Гольдин, 2003; Проблемы..., 2003; Островский, 2005; Садовский, 1985, 2004) в рамках классической теории упругости с симметричным тензором напряжений (Ландау, Лифшиц, 2003) была поставлена и аналитически решена задача о поле напряжений во вращающемся с угловой скоростью Ω твердом теле вокруг упругосвязанного с ним небольшого поворачивающегося под действием внутренних источников макрообъема V (Викулин, 1990; Викулин, Иванчин, 1997, 1998; Vikulin, 2006). Основная идея решения такой задачи заключается в том, что когда блок упруго сцеплен с окружающей его средой, изменение за счет внутренних источников направления момента импульса макрообъема приводит к появлению вокруг него упругих напряжений, которые в силу законов сохранения имеют момент силы.

Решение задачи. Определялось поле упругих напряжений U , возникающее в бесконечной вращающейся с угловой скоростью Ω среде вокруг блока шаровой формы

радиуса R_0 , как решение уравнения упругого равновесия в области $r \geq R_0$ с нулевыми граничными условиями на бесконечности, с действующей на блок силой, равной нулю, и моментом силы, не зависящим от размера блока R_0 . Решение для момента силы упругого поля K , направленного перпендикулярно плоскости его поворота, величины упругой энергии поля W , поля смещений U и напряжений σ в сферической системе координат (r, θ, φ) получено в виде (Викулин 2008а, 2008б; Викулин, Иванчин, 1997, 1998; Vikulin, 2006):

$$K = -6\pi^2 \Omega R_0^4 \sqrt{\frac{\rho}{15G}} \sin \beta/2, \quad (1)$$

$$W = \frac{16}{15} \pi \rho \Omega^2 R_0^5 \sin^2 \beta/2, \quad (2)$$

$$U_r = U_\theta = 0, \quad U_\varphi = \Omega R_0^4 r^{-2} \sqrt{\frac{\rho}{15G}} \sin \theta \sin \beta/2, \quad (3)$$

$$\sigma_{r\varphi} = \sigma_{\varphi r} = \frac{3}{2} \Omega R_0^4 r^{-3} \sqrt{\frac{\rho G}{15}} \sin \theta \sin \beta/2. \quad (4)$$

Остальные компоненты напряжений равны нулю.

Оценки показывают (Викулин, 2003; Викулин, Иванчин, 1998), что при продолжительности сейсмического цикла (повторяемости сильнейших землетрясений в одном месте) 100-1000 лет для скорости поворота блока получаем механическую (модельную) оценку:

$$\beta \approx 10^{-(4+6)} \text{ град/год}, \quad (5)$$

которая близка к геологическим скоростям вращения Исландии, микроплит Наска и Хуан-Фернандос и других блоков и плит земной коры (Викулин, Тверитинова, 2007; Вихри..., 2004; Ротационные..., 2007).

Дальнейшее действие ротационного упругого поля. В модели двух блоков, расположенных друг от друга на расстоянии l , получено аналитическое выражение для энергии W_{int} и момента силы K_{int} взаимодействия блоков. Полагая блоки равновеликими, получаем:

$$\frac{K_{int}}{K} = \frac{\Omega R_0}{V_S} \left(\frac{R_0}{l} \right)^3 \frac{\sin \phi}{\sin \beta/2} \approx \frac{V_R}{V_S}, \quad (6)$$

где $V_S = \sqrt{G/\rho}$ и $V_R = \Omega R_0$ - скорость поперечной упругой волны и центробежная скорость соответственно. Из соотношения (6) видно, что ротационные эффекты становятся тем значимее, чем больше размер блока R_0 и чем с большей скоростью Ω вращается тело.

Отношение энергии взаимодействия W_{int} к собственной энергии блока W (2) в случае равновеликих блоков определяется равенством:

$$\frac{W_{int}}{W} = \frac{45}{32} \left(\frac{R_0}{l} \right)^3 \frac{\cos \phi}{\sin^2 \beta/2} = \delta. \quad (7)$$

Откуда видно, что максимальное ($\cos \phi = 1$) расстояние Λ , на котором энергия взаимодействия W_{int} будет по порядку величины близка собственной энергии W блока ($\delta = 1$), определится из выражения:

$$\Lambda \approx 2\beta^{-2/3}R_0 \approx (10^2 \div 10^3)R_0, \quad (8)$$

в котором значение угла поворота блока в соответствии с (5) было принято $\beta \approx 10^{-4}$ рад. Из соотношения (8) видно, что упругие поля, создаваемые вокруг поворачивающихся внутри вращающегося тела блоков, распространяются на расстояния, на два – три порядка превышающие размеры блоков. Другими словами, описанное выше ротационное упругое поле является дальнедействующим.

Однородная цепочка взаимодействующих блоков (на примере окраины Тихого океана).

Рассмотрим случай, когда все блоки в цепочке движутся равномерно. Тогда, в соответствии с полученными выше результатами, уравнение для движения блока в цепочке можно записать в виде:

$$I \frac{d^2\beta}{dt^2} = K_1 + K_2,$$

где β - как и прежде, угол, на который повернулся блок в результате подготовки землетрясения, I – его момент инерции, K_1 - «собственный» момент силы поля упругих напряжений вокруг блока в результате его поворота, K_2 - момент силы, отвечающий за взаимодействие рассматриваемого блока с остальными блоками цепочки.

В безразмерных координатах $\xi = k_0x$, $\eta = c_0k_0t$ уравнение движения блока имеет вид:

$$\frac{\partial^2\theta}{\partial\xi^2} - \frac{\partial^2\theta}{\partial\eta^2} = \sin\theta, \quad (9)$$

где $\theta = \beta/2$, x - координата вдоль сейсмического пояса, t – время, k_0 - волновое число, c_0 - характерная скорость сейсмического процесса, протекающие в пределах сейсмического пояса, которые, определяются из следующих соотношений:

$$k_0^2 = \frac{3\pi\Omega}{wV} \left(\frac{3V}{4\pi} \right)^{4/3} \sqrt{\frac{\rho G}{15}}, \quad (10)$$

$$c_0^2 = wV / I. \quad (11)$$

где W – линейная плотность упругой энергии в сейсмическом поясе.

Уравнение (9) известно как уравнение синус-Гордона (СГ). Отличительной особенностью полученного нами СГ уравнения является то, что определяемые нелинейными свойствами твердой геофизической среды постоянные k_0 (10) и c_0 (11) оказались зависимыми от угловой скорости вращения тела (Земли).

Характерная скорость процесса. Для значения характерной скорости волнового процесса в цепочке взаимодействующих блоков c_0 получаем следующее выражение (Викулин, 2003):

$$c_0^2 = \frac{3\sqrt{15}}{8\pi^2} \Omega R_0 \sqrt{\frac{G}{\rho}} \approx V_R V_S \quad (12)$$

или при принятых выше (Викулин, Иванчин, 1998) параметрах модели:

$$c_0 \approx 1-10 \text{ см/сек.} \quad (13)$$

Здесь $V_S = \sqrt{G/\rho}$ - поперечная скорость упругих волн, $V_R = \Omega R_0$ - центробежная скорость.

Геодинамические ротационно-упругие волны

Миграция землетрясений. Была продолжена работа по определению скоростей миграций землетрясений в диапазоне максимальных значений магнитуд $8,0 < M \leq 9,0$ (Осипова, 2007, 2008). Данные представлены на рис. 1.

Видно, что новые данные, полученные в работах (Осипова, 2007, 2008), дополняют ранее полученные данные (Викулин, 2001, 2003; Викулин, Иванчин, 1998).

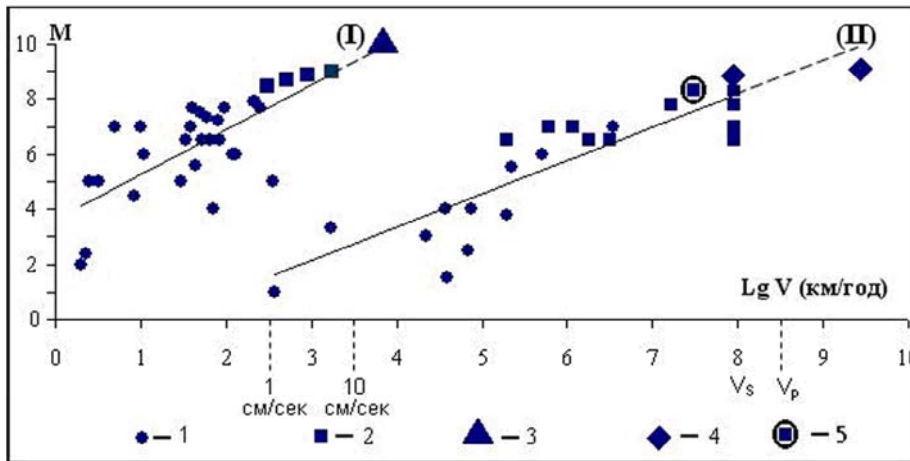


Рис. 1. Значения скоростей миграции тихоокеанских землетрясений и определенные по ним зависимости $M(LgV)$. 1 – данные, полученные ранее (Викулин, 2001, 2003; Викулин, Иванчин, 1998); 2-5 – более поздние данные, полученные в (Викулин и др., 2007; Осипова, 2007, 2008), 3 – скорость миграции сильнейших землетрясений-дуплетов с $M_W = 8,1-8,7$ в 1897-1901 гг. вдоль окраины Тихого океана; 4 – скорости миграции толчков в дуплетах 4.11.1952, Камчатка, $M_W = 9,0$ и 13.11.1963 Курилы, $M_W = 8,7$ (Викулин, 2003; Викулин, Чернобай, 1986а, б); 5 – скорость миграции, соответствующая максимальному значению магнитуды форшока $M = 8,3$, которым за 40 сек предварялся основной толчок Чилийского землетрясения 1960, $M = 8,3$, $M_W = 9,5$ (Duda, 1963); $V_p \approx 8$ км/сек и $V_S \approx 4$ км/сек – продольная и поперечная сейсмические скорости соответственно. (I) и (II) – зависимости магнитуды от скорости «глобальной миграции» вдоль окраины Тихого океана $M_1(LgV_1)$ и скорости «локальной» миграции форшоков и афтершоков в очагах сильных землетрясений $M_2(LgV_2)$ соответственно.

Зависимость магнитуд землетрясений от скоростей их миграций $M(V)$, определенная в диапазоне магнитуд $2 < M \leq 9$, имеет вид:

$$M_1 = 2LgV_1 + 4 \quad (14)$$

При этом новое предельное значение скорости миграции составляет:

$$V_{1, max} \approx 10 \text{ см/сек.}$$

Как видим, новые данные, представленные на рис. 1, дополняют и уточняют наши представления о миграции землетрясений (13), что выражается равенством $c_0 = V_{1, max}$.

Миграция форшоков и афтершоков. На основании исследования форшоков и афтершоков в очагах наиболее сильных тихоокеанских землетрясений в Чили 1960, $M_W = 9,5$ и на Алеутских островах 1957, $M_W = 8,8$; 1964, $M_W = 9,0$ и 1965, $M_W = 8,7$ получены новые данные о скоростях их миграции в пределах очаговых областей. Как можно видеть

из рис. 1, новые данные хорошо дополняют ранее опубликованные данные (Викулин, 2001, 2003; Викулин, Иванчин, 1998). Зависимость, определяющая процесс миграции форшоков и афтершоков в очагах сильных землетрясений, определенная во всем диапазоне магнитуд $1 \leq M \leq 8,3$, имеет вид:

$$M_2 = LgV_2 - 1 \quad (15)$$

Предельное значение «локальной» скорости миграции оказалось близким скорости поперечных сейсмических волн:

$$V_{2, max} \approx 4 \text{ км/сек},$$

и, возможно, превышает его, на что указывают данные о толчках-дуплетах Большого Камчатского землетрясения 4.11.1952, $M_W = 9,0$ (рис. 1).

Вулканический процесс. Составленная в формате базы землетрясений база вулканических извержений содержит следующие параметры: дата извержения (год, месяц, день), координаты вулкана (долгота и широта в градусах) и объем изверженного ювенильного материала W (Акманова, 2007; Викулин и др., 2007). В соответствии со шкалой, принятой в Smithsonian Institution (Simkin, Siebert, 1993), все извержения в базе классифицировались по величине $W = 1, 2, 3, \dots, 7$, значения которой соответствуют следующим объемам извергнутых при извержении ювенильных пород $10^{4.5}, 10^6, 10^7, \dots, 10^{11} \text{ м}^3$ соответственно.

Распределение чисел извержений в базе по их величинам W для разных по масштабу регионов от всего мира до отдельно взятого вулкана представлено на (рис. 2). Из этих данных видно, что вулканические извержения, независимо от масштаба исследуемого региона, по своей величине, так же как и землетрясения, распределены закономерным образом – чем сильнее событие, тем реже оно происходит.

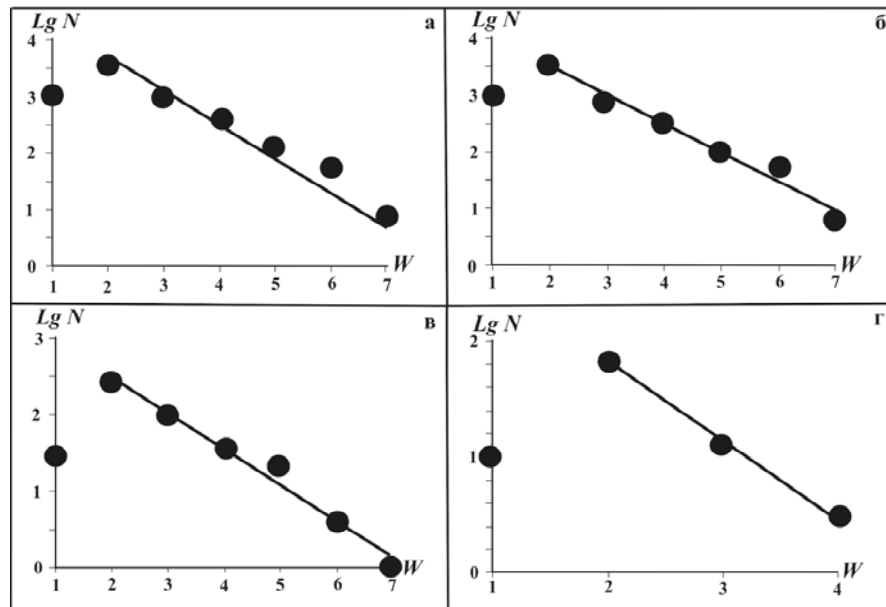


Рис. 2. Распределение чисел вулканических извержений по их величинам W – графики повторяемости вулканических извержений, построенные по данным на различных масштабных уровнях: вся планета в целом (а), окраина Тихого океана (б), Камчатка (в) и Ключевской вулкан на Камчатке (г).

Полученные нами данные о повторяемости вулканических извержений, вслед за (Токарев, 1987; Шейдеггер, 1981, 54-55 с.; Hedervari, 1963), позволяют использовать объем изверженного ювенильного материала (W) в качестве количественной характеристики вулканического процесса и ставить задачу об энергетике вулканического процесса.

Миграция вулканических извержений. Исследование свойств распределения в пространстве и во времени вулканических извержений с $W \geq 6$, как и в работах (Викулин, Водичар, 2005; Викулин и др., 2007), проводилось на плоскости с осями расстояние вдоль окраины L – время извержения t . Данные, приведенные на рис. 3, показывают, что все вулканические извержения (93%: 28 из 30) группируются вдоль двух достаточно узких областей (I, II) примерно параллельных друг другу - скорости миграции $V_{I, II}$ вдоль которых примерно равны между собой:

$$V_I \approx 7,2 \pm 4,0 \text{ км/год}, V_{II} \approx 4,3 \pm 2,0 \text{ км/год}, V \approx \frac{1}{2}(V_I + V_{II}) \approx 5 \pm 2 \text{ км/год}. \quad (16)$$

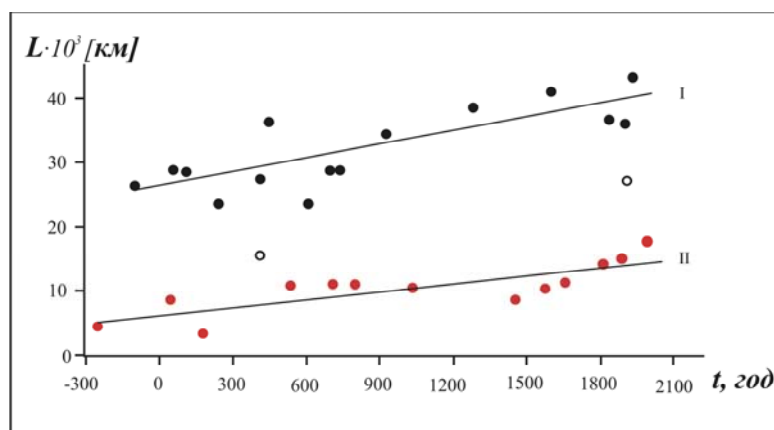


Рис. 3. Расположение тихоокеанских вулканов с $W \geq 6$ извержениями на плоскости с осями L - расстояние вдоль окраины, t – время. Пустыми кружками обозначены два извержения, данные о которых не использовались при определении зависимостей I и II.

При анализе полученных данных, было обращено внимание на то, что возможна и «быстрая» миграция тихоокеанских сильных ($W \geq 6$) вулканических извержений со скоростями, большими, чем в соотношениях (16). Пример такой миграции и параметры выделенных миграционных цепочек представлены в таблице и на рис. 4.

Параметры выделенных миграционных цепочек

p	k	$a, \text{ км/год}$	$T, \text{ год}$
1	4	63 ± 24	302
2	4	61 ± 12	375
3	7	44 ± 7	351
4	3	51 ± 8	273
5	4	50 ± 5	418
6	9	80 ± 10	278
7	6	50 ± 40	
Среднее значение		57 ± 9	$\bar{T} = 333 \pm 49$

Примечание: p – порядковый номер области на рис. 4; k – количество извержений вулканов; a – значение “угла наклона” области; T – интервал времени между миграционными областями, определенные по “центральной” частям областей на уровне $\approx 20000 \text{ км}$, \bar{T} – средний интервал.

Из данных на рис. 4 и в табл. 1. видно, что все 30 вулканических тихоокеанских извержений с $W \geq 6$ в течение последних 2250 лет оказывается возможным разместить вдоль таких цепочек, скорости миграции a вдоль которых и характерный период повторения миграционных цепочек \bar{T} , составляют:

$$a = 60 \pm 10 \text{ км/год}, \bar{T} = 330 \pm 50 \text{ лет}. \quad (17)$$

Это подтверждает сделанный ранее вывод (Викулин, 2003) о волновом характере вулканического процесса в пределах тихоокеанского огненного кольца.

Полученные данные позволяют усилить ранее сформулированные выводы (Викулин, 2003) о волновой природе процесса. А именно: волны миграции и сейсмической и вулканической активности являются, по сути, проявлениями в разных геофизических полях единого сейсмо-вулканического волнового процесса, протекающего в пределах тихоокеанского активного пояса.

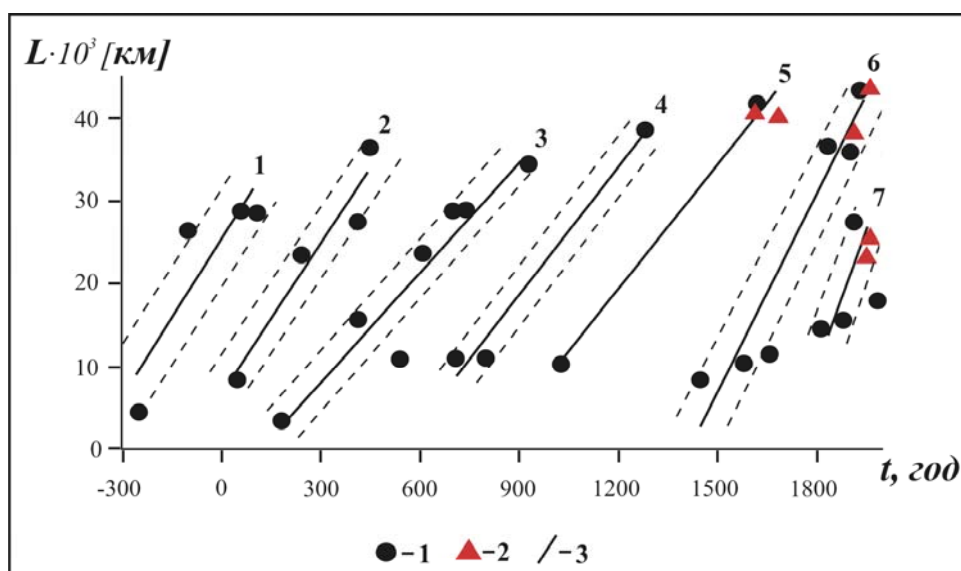


Рис. 4. «Быстрая» миграция вулканических извержений в пределах окраины Тихого океана со скоростью около 60 км/год . 1 – вулканические извержения, 2 – эпицентры землетрясений с $M_w \geq 8,8$, 3 – линии миграции, определенные методом наименьших квадратов; цифрами обозначены номера миграционных цепочек.

Эксперимент

Создана установка, позволяющая измерять ротационный эффект, создаваемый «собственным» моментом поворачивающейся (с помощью электромотора) частью тела, упруго (с помощью пружин) связанной со всем вращающимся телом. Суть эксперимента заключается в том, что момент объема должен существовать в течение некоторого времени, после того как вращение тела прекратится. Первые измерения показали, что величина возникающего «ротационного упругого» момента качественно находится в хорошем согласии с предсказаниями теории (Викулин, Иванчин, 1997, 1998). Тем самым имеются основания считать обоснованным основное предположение описанной выше теории упругой ротационной природы поля, возникающего в блоковых средах под действием собственных (блоковых) моментов с осями непараллельными оси вращения тела (Земли).

Обсуждение результатов

Поставлена и аналитически решена задача о поле упругих напряжений, возникающих вокруг поворачивающегося за счет внутренних источников блока земной коры. Полученные решения для смещений, напряжений, энергии упругого поля и его момента оказались прямо пропорциональными угловой скорости вращения Земли. Проведены количественные и экспериментальные оценки, которые показали хорошее совпадение полученных решений с параметрами геофизической среды.

Феноменологически решена задача о поле упругих напряжений, возникающем вокруг цепочки поворачивающихся блоков. Получено новое волновое решение с характерной скоростью процесса c_0 прямо пропорциональной угловой скорости вращения

Земли. Отличительными особенностями полученного решения явились его ротационно ($\bar{\Omega}$) - упругий ($V_s = \sqrt{G/\rho}$) характер и, как следствие, малое, на пять – шесть порядков по величине меньше скорости сейсмических упругих волн V_s , V_p значение ротационно-упругой скорости c_0 . Полученное решение количественно хорошо согласуется с экспериментальными данными для волн миграции землетрясений (Викулин, 2003), что позволяет построенную ротационно-упругую модель использовать для количественного описания свойств волнового сейсмического процесса.

Нами было обращено внимание на то, что пять дуплетов сильнейших $M_{1,2} = 8.1 \div 8.7$ землетрясений, произошедших в 1897-1901 гг., мигрировали вдоль окраины Тихого океана со скоростью ~ 7000 км/год ~ 10 см/сек (рис. 1). Согласно зависимости (15) и такой скорости миграции соответствует значение магнитуды

$$M_{\max} \approx 10,$$

которое может определять максимально возможное значение сейсмической энергии, выделяемой упругими волнами при сейсмическом процессе

По данным Международной службы широты (Федоров и др., 1972) примерно в это же время, в 1895-1896 гг., движение полюса планеты, вместо «обычного» плавного кругового против вращения Земли, имело «изломы» и даже было направлено в «обратную» сторону (рис. 2.5.1 в (Викулин, 2003)). Такое «совпадение» во времени высокоскоростной миграции сильнейших дуплетов и нехарактерного нутационного движения полюса планеты представляется не случайным и позволяет предположить, что максимально возможное значение магнитуды M_{\max} , по сути, является отражением факта существования предельного значения энергии геодинамического планетарного процесса.

Список литературы

Акманова Д.Р. Пространственно-временные закономерности распределения вулканической активности окраины Тихого океана за последние 12 тыс. лет. // Материалы ежегодной конференции, посвященной Дню Вулканолога 28–31 марта 2007 г. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2007. С. 263–273.

Викулин А.В. Феноменологическая волновая модель сейсмического процесса // Доклады АН СССР, 1990. Т. 310. № 4. С. 621-824.

Викулин А.В. Миграция и осцилляции сейсмической активности и волновые движения земной коры // Проблемы геодинамики и прогноза землетрясений. I Российско-Японский семинар, Хабаровск, 25-29 сент. 2000, Хабаровск: ИГиГ ДВО РАН, 2001. С. 205-224.

Викулин А.В. Физика волнового сейсмического процесса // Петропавловск-Камчатский: КОМСП ГС РАН - КГПУ, 2003. 151 с. www.kscnet.ru

Викулин А.В. Мир вихревых движений. Петропавловск-Камчатский: КамчатГТУ, 2008а. 230 с.

Викулин А.В. Энергия и момент силы упругого ротационного поля геофизической среды // Геология и геофизика. 2008б. Т. 49. № 6. С. 559-570.

Викулин А.В., Водинчар Г.М. Спектр потока сейсмичности // Четвертый Всероссийский симпозиум «Сейсмоакустика переходных зон». Материалы докладов. Владивосток: ТОИ ДВО РАН, 2005. С. 98-102.

Викулин А.В., Водинчар Г.М., Мелекесцев И.В. и др. Моделирование геодинамических процессов окраины Тихого океана // Солнечно-земные связи и предвестники землетрясений. Сборник докладов IV международной конференции. 14-17 авг. 2007. с. Паратунка Камч. обл. Петропавловск-Камчатский: ИКИРР ДВО РАН, 2007. 499 с.

Викулин А.В., Иванчин А.Г. Модель сейсмического процесса // Вычислительные

технологии. 1997. Т. 2. № 2. С. 20-25.

Викулин А.В., Иванчин А.Г. Ротационная модель сейсмического процесса // Тихоокеанская геология. 1998. Т. 17. № 6. С. 95-103.

Викулин А.В., Тверитинова Т.Ю. Энергия тектонического процесса и вихревые геологические структуры // Доклады РАН. 2007. Т. 413. № 3. С. 372-374.

Викулин А.В., Чернобай И.П. О некоторых особенностях двух сильнейших курило-камчатских землетрясений // Физические поля и свойства горных пород Северо-Востока СССР. Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1986. С. 44-59.

Вихри в геологических процессах / Ред. А.В. Викулин. Петропавловск-Камчатский: КГПУ, 2004. 297 с. www.kscnet.ru

Гольдин С.В. Физика «живой» Земли // Проблемы геофизики XXI века. Кн. 1 / Ред. А.В. Николаев. М.: Наука, 2003. С. 17-36.

Ландау Л.Д., Лифшиц Е.М. Теория упругости. М.: Физматлит, 2003. 264 с.

Осинова Н.А. Определение скоростей миграции тихоокеанских землетрясений в области магнитуд $M > 8.0$ // Материалы ежегодной конференции, посвященной Дню Вулканолога 28–31 марта 2007 г. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2007. С. 183–190.

Осинова Н.А. О миграции тихоокеанских землетрясений в области магнитуд $M > 8$ // Геофизический мониторинг и проблемы сейсмической безопасности Дальнего Востока России. Труды региональной научно-технической конференции. 11-17 ноября 2007. Т. 2. Петропавловск-Камчатский: КФ ГС РАН, 2008. С. 196-199.

Островский Л.А. Неклассическая нелинейная акустика // Нелинейные волны 2004. Нижний Новгород: ИПФ РАН, 2005. С. 109-124.

Пейве А.В. Тектоника и магматизм // Изв. АН СССР, сер. геологическая, 1961. № 3. С. 36-54.

Проблемы геофизики XXI века / под. ред. Николаева А.В. Сборник научных трудов в двух книгах. М.: Наука, 2003. 311 с.

Ротационные процессы в геологии и физике / Ред. Е.Е. Милановский. М.: ДомКнига, 2007. 528 с.

Садовский М.А. Новая модель геофизической среды // Българско геофизично списание, 1985. Т. XII. №2. С. 3-10.

Садовский М.А. Избранные труды. Геофизика и физика взрыва. М.: Наука, 2004. 440 с.

Седов Л.И. Механика сплошной среды. Т. 1. М.: Наука, 1973. 536 с.

Токарев П.П. Характеристика и повторяемость вулканических извержений // Вулканология и сейсмология. 1987. № 6. С. 110-118.

Федоров Е.П., Корсунь А.А., Майор С.П. и др. Движение полюса Земли с 1890 г. Киев.: Наукова думка, 1972. 264 с.

Шейдеггер А.Е. Физические аспекты природных катастроф. М.: Недра, 1981. 232 с.

Duda S.J. Strain release in the Circum-Pacific belt, Chile 1960 // J. Geophys. Res. 1963. V. 68. P. 5531-5544.

Hedervari P. On the energy and magnitude of volcanic eruptions. Bulletin volcanologique. T. 25. 1963. P. 373-390

Simkin T., Siebert L. Volcanoes of the world (catalogue). Published in association with the Smithsonian Institution. 1993. 350 p.

Vikulin A.V. Earth rotation, elasticity and geodynamics: earthquake wave rotary model // Earthquake source asymmetry, structural media and rotation effects / Eds. R. Teisseyre, M. Takeo, E. Majewski. Berlin Heidelberg New York: Springer, 2006. P. 273-289.